

# INFLUENCIA DE LOS OCEÁNOS TROPICALES EN EL CLIMA MEDITERRÁNEO DURANTE EL PERIODO 1979-2001

Teresa LOSADA<sup>1</sup>, Belén RODRÍGUEZ-FONSECA<sup>2,3</sup>, Fred KUCHARSKI<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Instituto de Ciencias Ambientales. Universidad de Castilla-La Mancha*

<sup>2</sup>*Depto. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid*

<sup>3</sup>*Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid*

<sup>4</sup>*Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Earth System Section, Trieste, Italy.*

teresa.losada@uclm.es, brfonsec@fis.ucm.es, kucharsk@ictp.it

## RESUMEN

Evidencias observacionales muestran que durante el periodo 1979-2001 el Niño Atlántico está relacionado con un aumento de la precipitación en el centro del Mediterráneo y una disminución de la misma en el este y oeste de la cuenca. Esta relación no aparece en décadas anteriores a 1979. En este trabajo se investiga la dinámica subyacente en dicho cambio, usando una serie de integraciones con un modelo global de clima.

Los resultados muestran que la respuesta encontrada después de los años 70 depende de la interacción entre influencias de diferentes regiones tropicales y que deben considerarse todos los océanos tropicales para poder predecir correctamente el clima estival del Mediterráneo.

**Palabras clave:** Clima mediterráneo estival; variabilidad climática tropical; teleconexiones extratropicales.

## ABSTRACT

Observational evidence shows that, during 1979–2001, the summer Atlantic Niño is related to an increase in the precipitation over the Central Mediterranean and a decrease in the west and east of the basin, a relation absent in previous decades. This work investigates the dynamics involved in such change by using a set of integrations with a global climate model.

It is shown that the post-1970's response depends on the interactions between the influences from different tropical regions, and that one needs to consider the different impacts of the tropical oceans for the correct prediction of summer Mediterranean climate.

**Key words:** summer Mediterranean climate; tropical climate variability; extratropical teleconnections.

## 1. INTRODUCCIÓN

El estudio del clima de la región mediterránea es de gran interés, debido a su alta vulnerabilidad. Por su situación geográfica, se trata de una región en la que influyen tanto la dinámica tropical como la de latitudes medias (Lionello et al., 2006), lo que dificulta su estudio y aumenta el interés en la mejora de su predictibilidad.

Existen diferentes estudios acerca del impacto de la temperatura de la superficie del mar (TSM) de diferentes cuencas oceánicas en el clima de la región mediterránea. Así, anomalías positivas de

TSM en el Atlántico tropical (AT) han sido relacionadas con condiciones más frías y lluviosas de lo habitual en el Mediterráneo central y occidental durante el final del verano (Cassou et al., 2004). Por su parte, la influencia del fenómeno ENSO en el Mediterráneo parece haber aumentado en las últimas décadas del siglo XX (Mariotti et al., 2002), siendo mayor en primavera e invierno, aunque se han encontrado algunas relaciones significativas en otras estaciones (Brönnimann, 2007).

Desde los años 70 se ha descrito cierto acoplamiento entre la variabilidad de la TSM de las diferentes cuencas tropicales. Por un lado, las anomalías de TSM del Atlántico tropical aparecen correlacionadas negativamente con las del Pacífico tropical (Polo et al., 2008; Rodríguez-Fonseca et al., 2009). Dicha conexión parece favorecida por la habilidad del AT para perturbar la circulación de Walker después de los 70 (Rodríguez-Fonseca et al., 2009; Losada et al., 2010). Por otro lado, para este periodo también se ha encontrado una interacción entre el AT y el Índico (Kucharski et al., 2007; 2008; Losada et al., 2010). Estos últimos resultados, junto con el hecho de que las tendencias de algunas variables climáticas, como la temperatura del aire, muestran cambios multidecadales durante el siglo XX (Giorgi, 2002; Xoplaki et al., 2006), sugieren una posible modulación multidecadal de las teleconexiones trópico-extratropical y su influencia en el Mediterráneo.

En este trabajo se han estudiado los cambios en la influencia de la TSM del AT en el clima de la región mediterránea antes y después de los años 70, teniendo en cuenta los cambios en las relaciones entre cuencas tropicales descritos anteriormente, así como la posible influencia de la interacción entre la atmósfera y el océano Atlántico extratropicales en la modulación de la respuesta atmosférica a la TSM tropical. Para ello se han realizado una serie de simulaciones realizadas con un modelo global de la atmósfera (AGCM) acoplado o no a un modelo de capa de mezcla (o *Slab Ocean Model*, SOM) en el sector euro-atlántico.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

### 2.1. Datos

Para el análisis de las observaciones se han utilizado datos mensuales de precipitación de la base de datos CMAP (Xie y Arkin, 1997), con una resolución de 2.5° lon., 2.5° lat., y CRU (Hulme et al., 1992) con una resolución de 0.5° lon., 0.5° lat.; así como datos mensuales de TSM procedentes de la base de datos HadlSST1 (Rayner et al., 2003), con una resolución de 1° lon., 1° lat. Para el análisis de datos atmosféricos se ha utilizado el reanálisis ERA-40 (Uppala et al., 2005), en concreto se han utilizado los datos de altura de geopotencial en 200 hPa (z200) con una resolución de 2.5°lon., 2.5°lat. Los datos se han utilizado en sus mallas originales.

### 2.2. Metodología

Primero se ha realizado un análisis de covarianza máxima extendida (o *Extended Maximum Covariance Analysis*, EMCA; Polo et al., 2008) entre las anomalías mensuales estandarizadas de precipitación en la región mediterránea (30°N-50°N, 15°W-40°E) y las anomalías mensuales de TSM del AT (30°S-10°N, 60°W-35°E). Previamente se ha quitado la tendencia a las anomalías de TSM. El método utilizado es una extensión del análisis de covarianza máxima (Bretherton et al., 1992) que considera más de un tiempo en el campo predictor. En este caso, se ha considerado toda la secuencia de anomalías de TSM desde primavera (marzo-abril-mayo, MAM) al final del otoño (octubre-noviembre-diciembre; OND), en relación con las anomalías de precipitación en verano (julio-agosto-septiembre; JAS).

El método de EMCA se ha aplicado a los datos observados en dos sub-periodos: 1958-1978 (Periodo I) y 1979-2001 (Periodo II). Los resultados de este análisis han proporcionado dos Coeficientes de Expansion (CE) para el campo predictor (TSM), que se han utilizado a lo largo del estudio como un índice que expresa la máxima co-variabilidad entre la TSM del Atlántico Tropical y la precipitación estival del Mediterráneo. A partir de ahora nos referiremos a dichos índices como “índice TSM-CE.”

A continuación se ha estudiado la influencia de cada una de las cuencas tropicales en la respuesta obtenida en el análisis EMCA para el Periodo II. Para ello se han realizado varias simulaciones con el modelo de circulación general de la atmósfera del ICTP (ICTP-AGCM) en su versión 40, con una resolución horizontal de T30 y ocho niveles en la vertical (Kucharski et al., 2007). En un primer paso, se han realizado tres simulaciones que cubren el periodo 1949-2002 y que han sido diseñadas añadiendo anomalías de TSM en cada una de las cuencas oceánicas tropicales a la TSM mensual climatológica. Cada una de estas simulaciones está formada por un conjunto de 10 simulaciones cuya única diferencia es una pequeña perturbación de las condiciones iniciales (simulaciones por conjunto, o *ensemble*). Además, se ha realizado una simulación de control, compuesta por 34 miembros, en la que las condiciones de contorno impuestas consisten en la media mensual de TSM observada en todos los océanos durante el periodo 1949-2002.

Para estudiar la posible influencia del océano extratropical en los resultados obtenidos, se han repetido las tres primeras simulaciones pero acoplando el AGCM a un modelo de capa de mezcla (SOM, Kucharski et al., 2006) en el AT (al norte de 30N) y el Mediterráneo.

Para terminar, se han realizado dos simulaciones más, de 34 miembros cada una, en las que las anomalías mensuales de TSM observadas durante el periodo 1949-2002 han sido añadidas a la TSM climatológica. La primera de ellas se ha realizado con el AGCM y la segunda con el AGCM acoplado al SOM. La tabla 1 muestra un resumen de las características principales de cada una de las simulaciones realizadas.

Nombre de la simulación	Cuenca en la que se añade la anomalía de TSM	Acoplamiento en el Atlántico Norte y Mediterráneo	Periodo simulado	Número de miembros de la simulación
<b>TropAtl</b>	Atlántico tropical (20S-20N)	NO	1949-2002	10
<b>TropAtl_SOM</b>	Atlántico tropical (20S-20N)	SÍ	1949-2002	10
<b>TropPac</b>	Pacífico tropical (20S-20N)	NO	1949-2002	10
<b>TropPac_SOM</b>	Pacífico tropical (20S-20N)	SÍ	1949-2002	10
<b>TropInd</b>	Índico tropical (20S-20N)	NO	1949-2002	10
<b>TropInd_SOM</b>	Índico tropical (20S-20N)	SÍ	1949-2002	10
<b>GlobTrop</b>	Todo el trópico (20S-20N)	NO	1949-2002	34
<b>GlobTrop_SOM</b>	Todo el trópico (20S-20N)	SÍ	1949-2002	34
<b>Global</b>	Todo el océano	NO	1949-2002	34

TABLA 1: Resumen de las simulaciones realizadas en el estudio.

Para determinar la significación estadística de los resultados, se ha utilizado un test-t de correlación. A lo largo del trabajo se han resaltado las regiones en las que los resultados son significativos con un nivel de confianza del 95%.

3. RESULTADOS

La figura 1 muestra los resultados del análisis EMCA realizado con los datos de precipitación de la base de datos de CRU, para los periodos I y II. Las anomalías de TSM muestran un patrón tipo Niño Atlántico (Zebiak, 1993), aunque con ciertas diferencias entre periodos. Estas diferencias son similares a las encontradas por Rodríguez-Fonseca et al. (2009) al hacer la regresión del índice Atl3 (anomalía de TSM entre 3°S-3°N, 20°W-0°E) antes y después de los años 70. Por lo tanto, estos resultados indican que la variabilidad de la precipitación del Mediterráneo en verano está altamente acoplada a la variabilidad del Atlántico tropical. Los resultados del mismo cálculo realizado con datos de precipitación de CMAP para el periodo II son similares a los obtenidos con CRU (Losada et al., 2012)

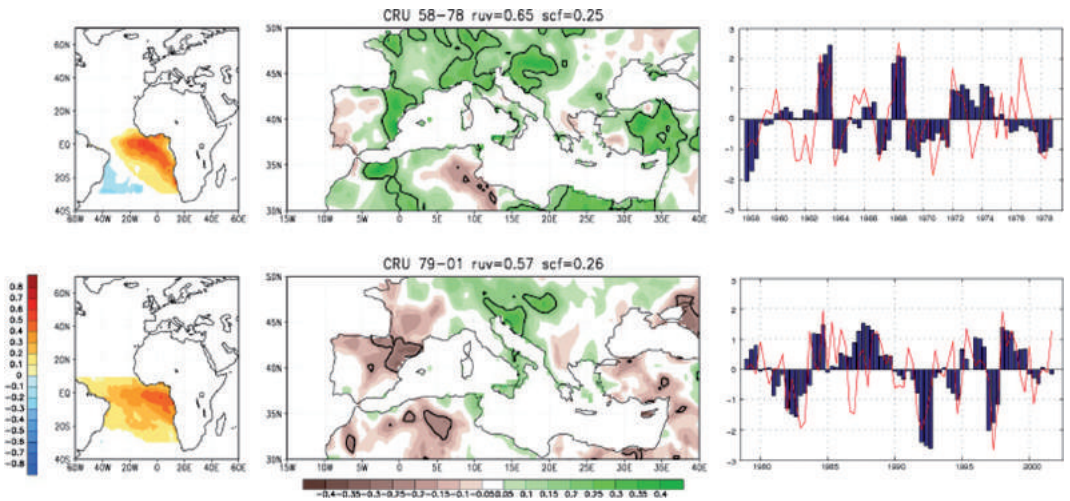


FIG. 1: Primer modo del EMCA entre las anomalías de precipitación del Mediterráneo en verano (JAS) y las anomalías de TSM del AT desde MAM a OND para los periodos I (panel superior) y II (panel inferior). Izquierda: Mapas homogéneos de TSM para JAS. Centro: Mapas heterogéneos de precipitación para JAS. Derecha: Coeficientes de expansión para la TSM (barras) y precipitación (línea roja).

Los patrones de precipitación muestran claras diferencias para los periodos I y II, especialmente en el Noroeste de la península Ibérica, el sur de Francia y el Este del Mediterráneo. Mientras que en el Periodo I, un calentamiento del AT aparece relacionado con un aumento de precipitación en prácticamente toda la cuenca; durante el Periodo II, un calentamiento similar aparece unido a un descenso de la precipitación en las partes oriental y occidental de la cuenca. Las diferencias entre los mapas de los dos periodos son significativas al 95% en las regiones mencionadas (Figura 2).

Las diferencias encontradas podrían deberse a las diferencias en las anomalías de TSM en el AT entre los periodos I y II: Mientras que durante el periodo I, las anomalías de TSM sólo llegan a 30°W, en el periodo II cubren toda la cuenca tropical. El calentamiento de la superficie del mar en la costa

americana podría aumentar la convección en la región y disparar una onda de Rossby que llegaría al sector Euro-Atlántico (Cassou et al., 2004; García-Serrano et al., 2008).

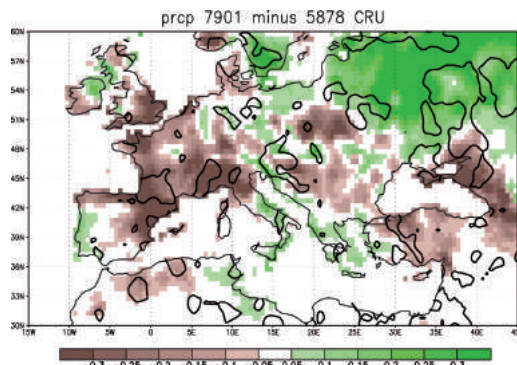


FIG. 2: Diferencias de precipitación observada entre el periodo II y el periodo I. Los contornos indican las regiones donde las diferencias son significativas al 95%.

Sin embargo, estas diferencias también podrían ser debidas a la presencia de anomalías de TSM en regiones distintas al Atlántico tropical. La figura 3 (izquierda) muestra la regresión de la TSM global en el índice TSM-CE para el periodo II. Se puede observar cómo anomalías positivas en el AT aparecen conjuntamente con anomalías negativas en el Pacífico tropical, además de con un calentamiento en la región de Indonesia. Finalmente, puede verse un centro de anomalías positivas de TSM en el Atlántico norte extratropical.

La regresión de las anomalías de  $z_{200}$  en el índice TSM-CE (Figura 2, derecha) muestra un patrón extratropical circunglobal similar al descrito por Ding y Wang (2005), pueden identificarse dos regiones tropicales como posibles fuentes de ondas de Rossby: el Pacífico ecuatorial y la región del Mar Caribe. El patrón presenta un centro negativo sobre Europa y el Mediterráneo central, rodeado de centros positivos. Esta configuración podría ser la responsable del patrón de precipitación encontrado.

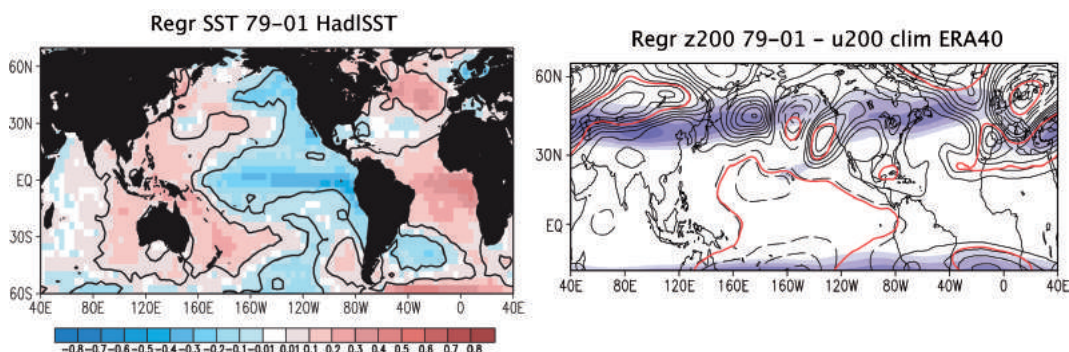


FIG. 3: Izquierda: Regresión de la TSM de JAS ( $^{\circ}\text{C}$ ) en el índice TSM-CE para el periodo II. Los contornos delimitan las regiones significativas al 95%. Derecha: Regresión de las anomalías de  $z_{200}$  de JAS (m) en el índice TSM-CE para el periodo II. El intervalo de contorno es 3. Las regiones significativas al 95% están delimitadas por la línea roja. En sombreado se muestra el valor climatológico del viento zonal en 200 hPa durante la estación de verano.



Los resultados de las simulaciones se presentan en la forma de regresiones de los diferentes cambios en el índice TSM-EC calculado para el periodo II. La figura 4 muestra las regresiones de las anomalías de precipitación para cada una de las simulaciones. Los resultados de la simulación de control (Figura 4i) sí reproducen las características principales de las anomalías de precipitación en las partes oriental y occidental de la cuenca, aunque falla en la parte central, debido a que presenta una disposición de las anomalías más zonal que la observada.

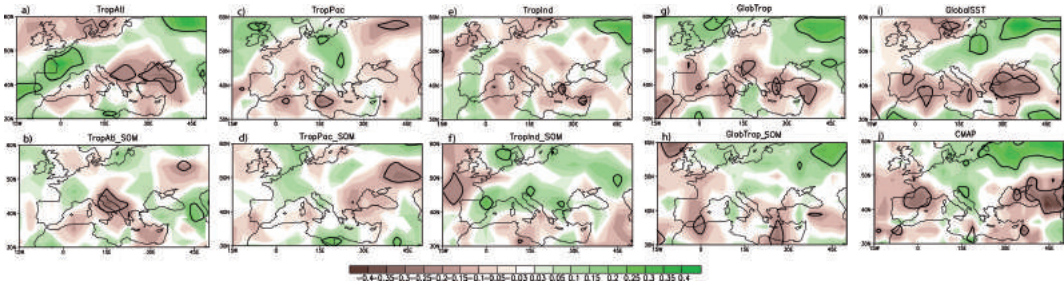


FIG. 4: Regresiones de las anomalías estivales (JAS) de precipitación de cada una de las simulaciones (paneles a-h) y de las observaciones (CMAP, panel j) en el índice TSM-EC del periodo II.

Ninguna de las simulaciones con anomalías de TSM en una cuenca tropical aislada es capaz de reproducir las anomalías de precipitación observadas (Figura 4a-f). La única simulación capaz de captar el patrón de precipitación observado es la simulación GlobTrop\_SOM (aquella en la que anomalías de TSM en todo el trópico y acoplada al modelo de capa de mezcla en el Atlántico Norte y Mediterráneo; Figura 4h). Estos resultados apuntan a la importancia de las interacciones océano-atmósfera extratropicales, ya que la simulación GlobTrop falla a la hora de reproducir el patrón observado en el Mediterráneo central (Figura 4g). La simulación TropGlob\_SOM no sólo es capaz de reproducir el patrón de precipitación observado en el periodo II, sino que también reproduce los cambios entre periodos (Figura 5). Por lo tanto, se puede concluir que el modelo es capaz de captar el impacto de la TSM global sobre la precipitación mediterránea estival, y que las características de esta precipitación no pueden explicarse como la respuesta a la TSM de una cuenca oceánica aislada.

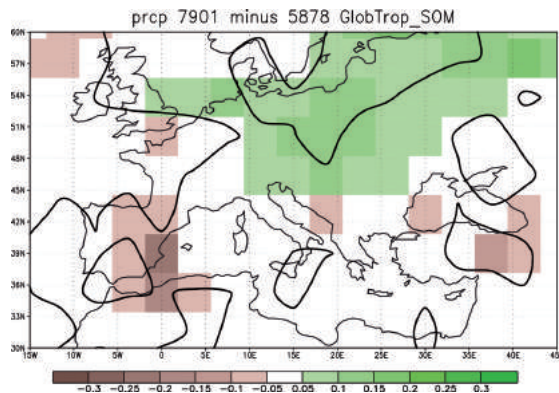


FIG. 5: Diferencias de precipitación entre el periodo II y el periodo I para la simulación GlobTrop\_SOM. Los contornos indican las regiones donde las diferencias son significativas al 95%.

La respuesta atmosférica encontrada en cada una de las simulaciones realizadas con anomalías de TSM en una sola cuenca muestra un patrón tipo onda que emerge de la región tropical en la que se encuentra la fuente de calor, y queda atrapado en la corriente en chorro de latitudes medias. Sin embargo, ninguno de estos patrones circunglobales muestra la modulación correcta de la onda sobre la región de estudio (no se muestra).

Los resultados de la respuesta atmosférica de las tres simulaciones restantes (Global, GlobTrop y GlobTrop\_SOM) se muestran en la figura 6 en forma de anomalías de  $z_{200}$  y viento zonal climatológico para JAS. Estos tres patrones sí son similares al observado en la región mediterránea, especialmente en el caso de la simulación GlobTrop\_SOM, aunque la amplitud de las anomalías es menor que la observada. Las tres simulaciones muestran una onda de parte del Pacífico tropical y queda atrapada en la corriente en chorro, llegando hasta el sector Atlántico. Además, todas ellas muestran un centro de anomalías positivas de  $z_{200}$  en el Caribe, que podría ser la fuente de otra onda. El patrón circunglobal extratropical de las simulaciones tiende a subestimar los centros negativos de la onda, pero aún así muestra mínimos relativos bien situados al comparar con las observaciones.

La mayor diferencia entre las anomalías de  $z_{200}$  simuladas y observadas aparece en el centro del Pacífico Norte y puede ser debida a la mala representación en el modelo de la corriente en chorro en esa región. Sin embargo, esta mala representación de la corriente en chorro no parece tener un impacto importante en la simulación de la influencia de la TSM del Pacífico en el sector Euro-Atlántico, porque las anomalías de  $z_{200}$  en el Pacífico entran en la corriente en chorro en la región alrededor de 130W y llegan a Europa.

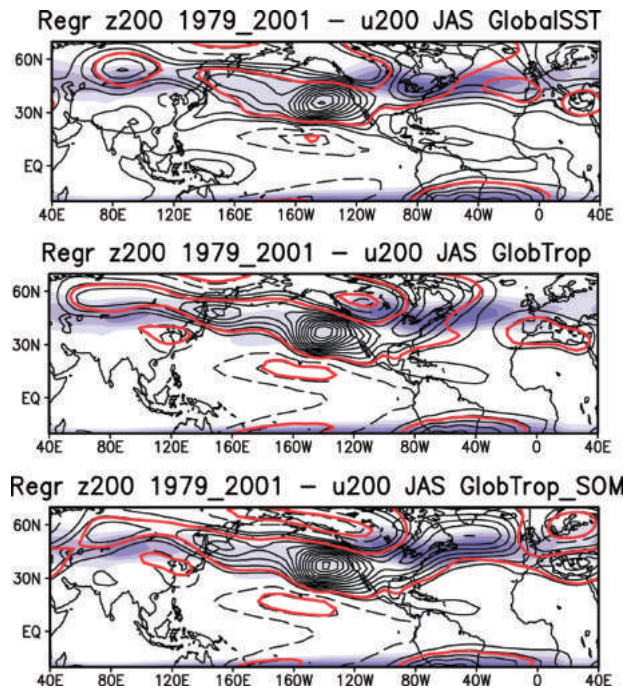


FIG. 6: Regresión de las anomalías de  $z_{200}$  de JAS (m) en el índice TSM-CE para el periodo II para las simulaciones Global (fila 1), GlobTrop (fila 2) y GlobTrop\_SOM (fila 3). El intervalo de contorno es 1,5. Las regiones significativas al 95% están delimitadas por la línea roja. En sombreado se muestra el valor climatológico del viento zonal en 200 hPa durante la estación de verano.

De las tres simulaciones, GlobTrop\_SOM es la que mejor resultados presenta a la hora de simular tanto la precipitación como el patrón atmosférico observado. La regresión de las anomalías de TSM de GlobTrop\_SOM en el índice TSM-EC muestran un patrón similar al observado en el Atlántico norte y el Mediterráneo (figura 7), aunque la amplitud de las anomalías es de nuevo mucho menor, y las anomalías aparecen desplazadas hacia el norte. Estos resultados indican que las interacciones océano-atmósfera juegan un papel importante en la correcta colocación de los centros de la onda generada por las anomalías de TSM tropicales.

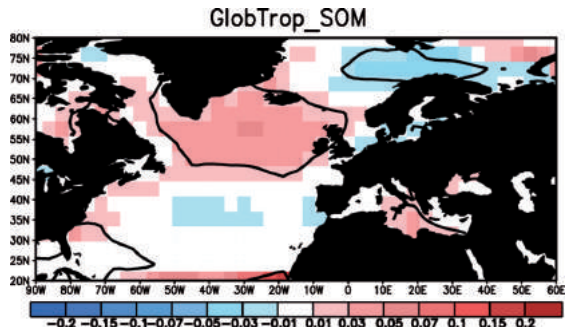


FIG. 7: Regresión de las anomalías de TSM de JAS (°C) en el índice TSM-CE para el periodo II para la simulación GlobTrop\_SOM.

Para entender mejor los mecanismos a través de los que la TSM tropical influye en la precipitación estival del Mediterráneo, se ha calculado el flujo de actividad de onda horizontal para la simulación GlobTrop\_SOM (figura 8). Se puede identificar una región de máxima divergencia en el Pacífico ecuatorial central y oriental; así como una región de de divergencia menor en el Caribe. La rama del Pacífico se dirige hacia el norte y después diverge hacia Europa del Norte, mientras que la rama del Atlántico se dirige hacia el norte de África y el oeste del Mediterráneo. Esta configuración apoya la idea de la presencia de ondas de Rossby que parten desde el Atlántico y Pacífico tropical y llegan al Altántico Norte y el Mediterráneo.

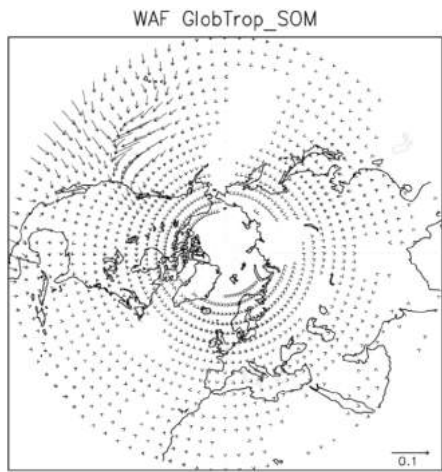


FIG. 8: Flujo de actividad de onda horizontal asociado con la regresión de z200 en el índice TSM-CE para la simulación GlobTrop\_SOM, durante la estación estival (JAS) y para el periodo II.



El aumento de TSM de Indonesia produciría un aumento de los descensos anómalos en el Mediterráneo oriental (Rodwell y Hoskins, 2001), contribuyendo a incrementar la amplitud del centro de anomalías positivas de z200 en esa zona.

#### 4. CONCLUSIONES

La variabilidad conjunta de la TSM del Atlántico tropical y la precipitación estival del Mediterráneo es diferente antes y después de los años 70, especialmente en las partes oriental y occidental de la cuenca mediterránea, donde el calentamiento del AT está relacionado con un aumento de precipitación antes de los 70 y con un descenso de la misma después de los 70. Antes de los años 70 la variabilidad de la TSM del AT aparece aislada de la variabilidad del resto de cuencas tropicales. Sin embargo, después de los años 70 las anomalías de TSM en el AT aparecen en combinación con anomalías de signo opuesto en el Pacífico tropical y anomalías del mismo signo en la región de Indonesia.

Los resultados de este trabajo sugieren que la respuesta observada después de los 70 está producida por la acción conjunta de anomalías de TSM en cada una de las cuencas tropicales. La anomalías del Atlántico y Pacífico tropical dan lugar a la excitación de ondas de Rossby que quedan atrapadas en la corriente en chorro en un patrón circunglobal que tiene la forma de una circulación anómala ciclónica en el centro del Mediterráneo, rodeada de anomalías anticiclónicas. Este patrón sería el responsable de las anomalías de precipitación observadas. Para que las anomalías atmosféricas muestren la disposición correcta, es necesario permitir las interacciones océano-atmósfera en el Atlántico norte extratropical. Esto indica que los mecanismos termodinámicos de realimentación entre océano y atmósfera son importantes, resaltando el hecho de que la respuesta extratropical a anomalías tropicales es compleja y depende de las interacciones entre influencias de diferentes regiones. Esta complejidad puede ser en parte responsable de la baja predictibilidad del clima en el Mediterráneo y Europa (Frías et al., 2010), que podría mejorarse si los sistemas de predicción mejoraran la simulación de la variabilidad de fenómenos diferentes al ENSO, así como la interacción entre cuencas oceánicas.

#### *Agradecimientos*

Parte de este trabajo ha sido realizado durante la estancia de TL en el centro ICTP (Italia), financiada a través de la beca de intercambio EG/2170 proporcionada por el programa ESF MedCLIVAR. Asimismo, el trabajo ha estado co-financiado por los proyectos nacionales CGL2006-04471, MOVAC-200800050084028 y CGL2009-10285. Actualmente el trabajo de TL se encuentra financiado por el programa postdoctoral de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y el Fondo Social Europeo.

#### REFERENCIAS

- Bretherton, SB, Smith C, Wallace JM. (1992), An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, 5, 541–560.
- Cassou C, Desert C, Terray L, Hurrell JW, Drevillon M. (2004). Summer sea surface temperature conditions in the North Atlantic and their impact upon the atmospheric circulation in early winter. *Journal of Climate*, 17, 3349–3363.
- Ding Q-H, Wang B. (2005). Circumglobal teleconnection in the Northern hemisphere summer. *Journal of Climate*, 18, 3483–3505.

- Frías MD, Herrera S, Cofiño AS, Gutiérrez JM. (2010). Assessing the skill of precipitation and temperature seasonal forecasts in Spain: windows of opportunity related to ENSO events. *Journal of Climate*, 23, 209–220.
- García-Serrano J, Losada T, Rodríguez-Fonseca B, Polo I. (2008). Tropical Atlantic variability modes (1979–2001). Part II: timeevolving atmospheric circulation related to SST-forced. *Journal of Climate*, 21, 6476–6497.
- Giorgi F. (2002). Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations. *Climate Dynamics*, 18, 675–691.
- Hulme M. (1992). A 1951–80 global land precipitation climatology for the evaluation of general circulation models. *Climate Dynamics*, 7, 57–72.
- Kucharski F, Molteni F, Bracco A. (2006). Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation. *Climate Dynamics*, 26, 79–91.
- Kucharski F, Bracco A, Yoo JH, Molteni F. (2007). Low-frequency variability of the Indian monsoon–ENSO relationship and the Tropical Atlantic: The “weakening” of the 1980s and 1990s. *Journal of Climatology*, 20, 4255–4266.
- Kucharski F, Bracco A, Yoo JH, Molteni F. (2008). Atlantic forced component of the Indian monsoon interannual variability. *Geophysical Research Letters*, 35, L04706.
- Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, Boscolo R, Alpert P, Artale V, Li L, Luterbacher J, May W, Trigo R, Tsimplis M, Ulbrich U, Xoplaki E. (2006). The Mediterranean climate: An overview of the main characteristics and issues. *Developments in Earth and Environmental Sciences*, 4, 1–26.
- Losada T, Rodríguez-Fonseca B, Polo I, Janicot S, Gervois S, Chauvin F, Ruti P. (2010). Tropical response to the Atlantic Equatorial mode: AGCM multimodel approach. *Climate Dynamics*, 35, 45–52.
- Losada T, Rodríguez-Fonseca B, Kucharski F. (2012). Tropical influence on the summer Mediterranean climate. *Atmospheric Science Letters*, 13, 36–42.
- Mariotti A, Zeng N, Lau K-M. (2002). Euro-Mediterranean rainfall and ENSO-A seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters*, 29(12), 1621.
- Polo I, Rodríguez-Fonseca B, Losada T, García-Serrano J. (2008). Tropical Atlantic variability modes (1979–2002). Part I: time-evolving SST modes related to West African rainfall. *Journal of Climate*, 21, 6457–6475.
- Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108(D14), 4407.
- Rodríguez-Fonseca B, Polo I, García Serrano J, Losada T, Mohino E, Mechoso CR, Kucharski F. (2009). Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades?. *Geophysical Research Letters*, 36, L20705.
- Rodwell MJ, Hoskins BJ. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14, 3192–3211.
- Uppala SM et al. (2005). The ERA-40 reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012.
- Xie P, Arkin PA. (1997). Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2539–2558.
- Zebiak SE. (1993). Air–sea interaction in the equatorial Atlantic region. *Journal of Climate*, 6, 1567–1586.